

La erupción de El Charco de 1712 (Cumbre Vieja, La Palma). Nuevas aportaciones petrográficas y mineralógicas

The 1712 El Charco eruption (Cumbre Vieja, La Palma). New petrographic and mineralogical contributions

Nicolás Chicharro^{1*}, María José Huertas¹, Álvaro Márquez¹ y Eumenio Ancochea¹

¹ Universidad Complutense de Madrid. Área de Petrología y Geoquímica.
nicolach@ucm.es, huertas@ucm.es, amarqu13@ucm.es, anco@ucm.es.

*Corresponding author

ABSTRACT

The 1712 El Charco volcanic eruption is one of the least known among the eight historical eruptions occurred on La Palma Island. The eruption showed a strombolian eruptive style, with some hydromagmatic phases, and included the opening of multiple effusive vents along a NW-SE fracture spanning 3 km in length. Two petrological types were emitted during the eruption: first, pyroxene-amphibole tephrites, followed by pyroxene-olivine basanites. The studied rocks of El Charco eruption show mainly mafic minerals: diopside, forsterite-rich olivine and kaersutite. Labradorite is the only felsic mineral, together with scarce macrocrystals of andesine. Fe-Ti oxides generally belong to the magnetite-ulvöspinel series. The fractionation of olivine seems to be the mechanism responsible for the evolution of basanitic magmas to tephritic magmas. The large number of clinopyroxenes (together with some olivines) showing reverse zoning patterns, as well as the disequilibrium textures observed in some olivines and amphiboles, suggest that mixing processes occurred between tephritic and basanitic magmas during this eruption. This magma mixing may have been the triggering mechanism for the volcanic eruption, as has been also proposed for the recent 2021 eruption in La Palma Island.

Key-words: Cumbre Vieja (La Palma), historical eruptions, mineral chemistry, magmatic processes, petrology.

Geogaceta, 78 (2025), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113361>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La isla de La Palma es la más activa del Archipiélago Canario desde que se tiene registro de sus erupciones: 8 de las 15 ocurridas en los últimos 600 años (Hernández-Pacheco y Valls, 1980). Todas sus erupciones históricas se han concentrado en la parte sur de la isla, en el Edificio o Dorsal de Cumbre Vieja (Fig. 1).

La erupción del año 2021 ha puesto en evidencia la necesidad de conocer mejor el origen y evolución de los magmas de Cumbre Vieja, para tratar de mejorar las herramientas de pronóstico y monitorización volcánica. Ya que las erupciones más antiguas no pudieron ser monitorizadas instrumentalmente, el conocimiento del sistema magmático

durante cada erupción debe venir del estudio petrológico de sus productos eruptivos. En este trabajo se presentan datos de petrografía y geoquímica mineral de la erupción de El Charco de 1712, que es una de las menos conocidas de la isla.

Marco Geológico

En la isla de La Palma se distinguen tres unidades geológicas, en orden de antigüedad: el Complejo Basal y Edificio Submarino, el Edificio Norte y la Dorsal de Cumbre Vieja (Ancochea *et al.*, 2004; Fig. 1).

Las erupciones históricas de Cumbre Vieja son: Tacande o Montaña Quemada (1470-1492), Tahuya (1585), Tígalate (1646), San Antonio (1676-77), El Charco

RESUMEN

La erupción volcánica de 1712, de El Charco, es una de las peor conocidas de las 8 erupciones históricas de la isla de La Palma. Fue un evento principalmente estromboliano, con fases hidromagmáticas, durante el cual se abrieron múltiples bocas a lo largo de una fractura NW-SE de 3 km de longitud. Se emitieron dos tipos petrográficos: primero tefritas piroxénico-anfibólicas y posteriormente, basanitas piroxénico-olivínicas. Las rocas de El Charco están formadas principalmente por minerales maficos: diópsido, olivino rico en forsterita y kaersutita. El único mineral claro es la plagioclasa, de tipo labradorita, aunque ocasionalmente aparecen también macrocris tales de andesina. Los óxidos de Fe-Ti generalmente forman parte de la serie de la magnetita – ulvöspinela. El fraccionamiento del olivino podría ser responsable de la evolución de los magmas basaníticos a los magmas tefríticos. La gran cantidad de clinopiroxenos con zonados inversos y, en menor medida, de los olivinos, y las texturas de desequilibrio observadas en los olivinos y anfiboles, parecen indicar que en esta erupción ocurrieron procesos de mezcla entre los magmas tefríticos y basaníticos. Esta mezcla pudo ser el desencadenante de la erupción volcánica, como se ha propuesto en la reciente erupción de 2021 de La Palma.

Palabras clave: Cumbre Vieja (La Palma), erupciones históricas, química mineral, procesos magmáticos, petrología.

Fecha de recepción: 30/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

(1712), San Juan (1949) y Teneguía (1971) (Hernández-Pacheco y Valls, 1980), además de la reciente de Tajogaite en 2021. Todas han sido erupciones monogenéticas híbridas, con actividad explosiva y efusiva simultánea y duraciones entre 24 y 85 días.

La erupción de El Charco de 1712

Los relatos históricos que describen la erupción de El Charco quedan recogidos en Romero (1990). La erupción, que fue precedida por un período de sismicidad modesta, se inició el 9 de octubre de 1712 con actividad exclusivamente explosiva en lo que se convertiría en el cono principal. Al día siguiente comenzó la emisión de lavas a partir del salidero del cono y,

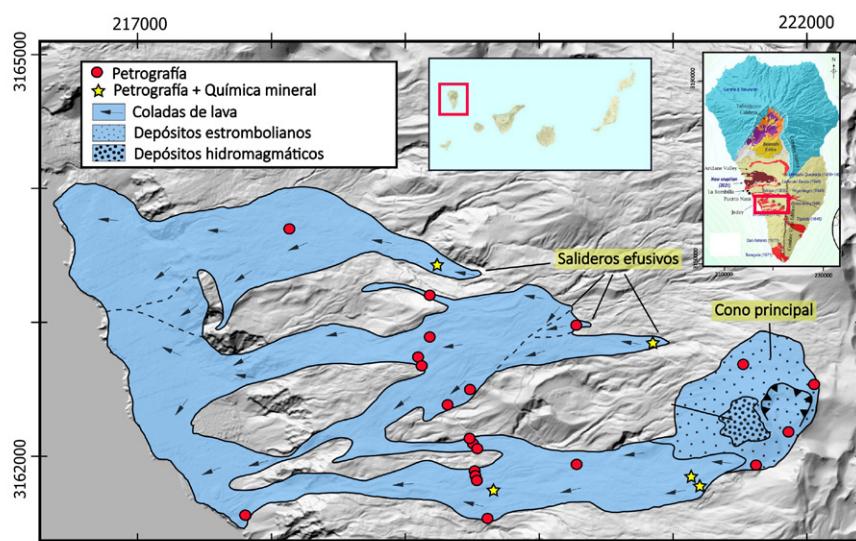


Fig. 1.- Mapa de los materiales eruptivos de 1712, con ubicaciones de las muestras. Cartografía geológica según Carracedo et al. (2004). Mapa geológico de La Palma modificado de Fernández et al. (2022). Coordenadas UTM 28N. Ver figura a color en la web.

Fig. 1.- Map of 1712 eruptive materials, with sample locations. Geological cartography according to Carracedo et al., 2004. Geological map of La Palma modified from Fernández et al., 2022. UTM 28N Coordinates. See color figure in the web.

en los días posteriores (15 de octubre), se abrieron varios salideros efusivos alineados a lo largo de una fractura NW-SE de casi 3 km de longitud (Fig. 1).

Tras 56 días de actividad, y una fuerte fase hidromagnética final, la erupción cesó el día 3 de diciembre. El resultado final es un cono de escoria (Montaña Lajiones) ubicado en la parte alta de la Dorsal, de 700-1000m de ancho y ~100m de alto, con depósitos hidromagnéticos en los niveles superiores, y un campo de lavas aa y pahoehoe, que alcanzaron los 5 km de longitud. Al llegar las lavas al mar formaron varios deltas lávicos superpuestos, de gran extensión lateral (Fig. 1).

Hernández-Pacheco y Valls (1980) reconocen en esta erupción la existencia de basaltos piroxénico-olivínicos y basaltos piroxénico-anfibólicos. Sin embargo, hasta el momento no se ha descrito ningún patrón petrológico temporal, como sí ocurre en otras erupciones históricas.

Metodología

Se han estudiado petrográficamente 26 muestras de la erupción de El Charco, pertenecientes a la Litoteca del Área de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.

Se han realizado contejos modales en 10 de estas muestras (7 en los términos piroxénico-olivínicos y 3 en los piroxénico-anfibólicos). En cada lámina se han contado unos 1000 puntos, lo cual es significativo estadísticamente al tra-

tarse de rocas con tamaño de grano fino. El criterio empleado para denominar los cristales según su tamaño es el siguiente: fenocristal (> 1 mm), microfenocristal (1–0,1 mm), matriz (< 0,1 mm).

En 5 de las 26 muestras se ha determinado la composición química de sus minerales. Se han realizado 545 análisis en minerales en la microsonda electrónica (JEOL JXA-8200) de la Unidad de Microscopía Electrónica de la Universidad de Huelva.

Se han realizado mediciones en el borde y en el núcleo de los fenocristales y microfenocristales de las fases minerales principales. También se han analizado microlitos de la matriz e inclusiones (sin diferenciar bordes o núcleos).

Petrografía

La caracterización como basaltos que realizan Hernández-Pacheco y Valls (1980) es anterior al uso de los diagramas de clasificación geoquímicos. En el diagrama TAS de la IUGS (Le Bas et al., 1986) los análisis químicos existentes (recopilados en Carracedo et al. 2000) se proyectan todos en el campo de Basanitas-Tefritas. La separación entre ambos tipos es función del contenido en olivino, por lo que, a la vista de su composición modal (Fig. 2) en esta erupción podemos hablar claramente de dos litologías bien diferenciadas: basanitas (con un contenido medio de olivino del 19%) y tefritas (con un contenido medio de olivino del 2,8%).

y, atendiendo a la naturaleza de sus fenocristales, de basanitas piroxénico-olivínicas y tefritas piroxénico-anfibólicas.

Desde el punto de vista textural ambos tipos de rocas son muy similares. Son porfídicas seriadas con matrices mixtas microcristalinas y criptocristalinas, y vesicularidad menor en basanitas (media 5,5%) que en tefritas (10,3%). Sin vesículas las basanitas son más porfídicas (28,3%, fenocristales más microfenocristales) que las tefritas (23,8%).

La composición modal media de las basanitas es $\text{Matriz}_{72}\text{Cpx}_{18}\text{Ol}_{6}\text{Anf}_{0,5}\text{Ox}_{2}\text{Pl}_{2}$, con algún apatito y la de las tefritas $\text{Matriz}_{76}\text{Cpx}_{16}\text{Ol}_{1}\text{Anf}_{3}\text{Ox}_{2}\text{Pl}_{2}\text{Ap}_{0,2}$, y sin matriz: basanitas $\text{Cpx}_{64}\text{Ol}_{20}\text{Anf}_{2}\text{Ox}_{7}\text{Pl}_{7}\text{Ap}_{0,1}$ y tefritas $\text{Cpx}_{66}\text{Ol}_{3}\text{Anf}_{13}\text{Ox}_{10}\text{Pl}_{7}\text{Ap}_{1}$ (Fig. 2).

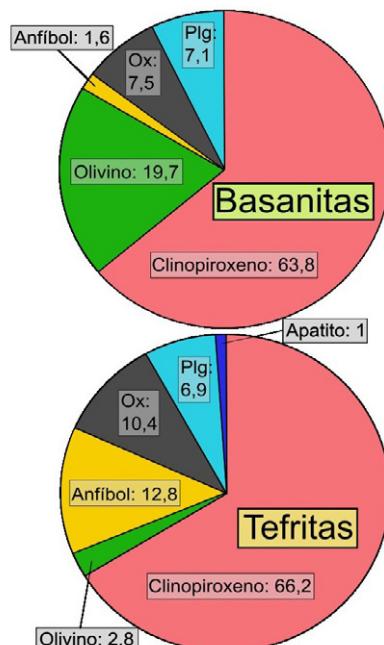


Fig. 2.- Mineralogía de las basanitas y tefritas de El Charco. Ox: óxidos de Fe-Ti, Plg: plagiocasa. Ver figura a color en la web.

Fig. 2.- Mineralogy of El Charco's basanites and tephrites. Ox: Fe-Ti oxides, Plg: plagioclase. See color figure in the web.

El clinopiroxeno es siempre la fase más abundante en ambos tipos petrográficos, sin que se aprecien diferencias sustanciales en abundancia o texturas. Aparecen como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz. Generalmente son idiomorfos, poco o nada corroídos y presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti, anfibol y ocasionalmente olivino, sanidina y anortoclasa.

Destaca la abundancia y variedad de sus zonados: en parches, en reloj de arena, concéntricos (Fig. 3). En este último caso, que es el más abundante, se obser-

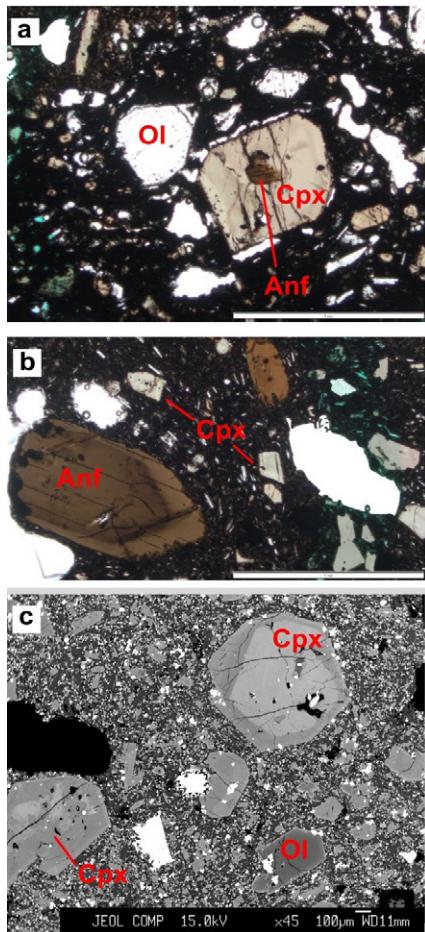


Fig. 3.- Textura de las basanitas y tefritas de El Charco. A) Detalle de una basanita. B) Detalle de una tefrite. C) Imagen de microsonda electrónica de una basanita. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Anf: anfíbol. Ver figura a color en la web.

Fig. 3.- Texture of El Charco's basanites and tephrites. A) Basanite in detail. B) Tephrite in detail. C) Electron microprobe image of a basanite. Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Anf: Anfibole. See color figure in the web.

van núcleos verdosos y bordes malvas o pardos, y ocasionalmente núcleos púrpuras y bordes verdosos.

El olivino es el segundo mineral más abundante en las basanitas, mientras que en las tefritas es siempre una fase accesoria. Se presenta habitualmente como fenocristales, microfenocristales y ocasionalmente

como microlitos con forma redondeada en la matriz de ambos tipos litológicos. Los fenocristales suelen ser alotriomorfos, con frecuencia con bordes aserrados, texturas esqueléticas y golfos de corrosión. Los olivinos con texturas de desequilibrio son más abundantes en las tefritas. También hay fenocristales idiomorfos de olivino, fundamentalmente en las basanitas.

El anfíbol es la segunda fase mineral más abundante en las tefritas, en las que aparece con hábito idiomorfo-subidiomorfo. En las basanitas es accesorio. Pueden aparecer zonados y con frecuencia presentar aureolas con clinopiroxeno, plagioclásas, óxidos de Fe-Ti y rhönita, con distintos grados de desarrollo y que ocasionalmente reemplazan al cristal por completo.

Los óxidos de Fe-Ti son uno de los principales componentes de la matriz. Tienen formas redondeadas y poca variabilidad en el tamaño. También aparecen como fenocristales, más abundantes en las tefritas, y nunca superando los 2 mm de tamaño.

La plagioclasa se encuentra casi exclusivamente en la matriz de ambos tipos litológicos, a excepción de pequeños microfenocristales que sobrepasan el umbral de los 0,1 mm, y de algún fenocristal de mayor tamaño (macrocristales de hasta 3 mm). Suelen tener formas tabulares o aciculares, y estar poco o nada corroídas, a excepción de los macrocristales, que son subidiomorfos y ocasionalmente presentan bordes de reacción.

El apatito es accesorio, ligeramente más abundante en las tefritas. Son muy idiomorfos, con formas prismáticas o hexagonales. Ocasionalmente aparecen incluidos en anfíboles (con tamaños de hasta 2 mm) o en macrocristales de plagioclasa.

Química mineral

Los clinopiroxenos son diópsidos, con una composición de $\text{Wo}_{45-51} \text{En}_{30-44} \text{Fs}_{9-22}$ en las basanitas y en las tefritas Wo_{46-52}

$\text{En}_{29-42} \text{Fs}_{10-23}$ (Fig. 4).

La mayoría de los clinopiroxenos presentan zonados normales, composicionalmente idénticos entre las basanitas y las tefritas: núcleos con Mg# de 72-83 y bordes con Mg# de 68-79. Por otro lado, una porción importante de los clinopiroxenos presenta zonados inversos, con núcleos con Mg# de 57-74 y bordes con Mg# de 72-78. Los cristales con zonados inversos también son similares composicionalmente entre ambos términos litológicos, pero son mucho más abundantes en las basanitas, donde pueden llegar a representar el 40% de los clinopiroxenos en algunas muestras.

El olivino tiene composiciones similares tanto en las tefritas como en las basanitas: de Fo_{73} a Fo_{85} . Los olivinos también presentan ligeros zonados normales (núcleos Fo_{74} y bordes Fo_{72}) e inversos (núcleos Fo_{83} y bordes Fo_{85}), aunque nunca tan frecuentes como en los clinopiroxenos.

Los anfíboles son kaersutitas, y los óxidos de Fe-Ti siempre forman parte de la serie magnetita-ulvoespínula.

Los microlitos de plagioclásas (Fig. 4) son labradoritas con composiciones muy similares en las basanitas y en las tefritas: $\text{An}_{50-65} \text{Ab}_{34-47} \text{Or}_{1-4}$, con términos más cálidos en las basanitas. Los macrocristales son también labradoritas en las basanitas, pero andesinas en las tefritas. Se han encontrado inclusiones de feldespato alcalino en clinopiroxenos, con composición de anortoclasas ($\text{An}_{2-4} \text{Ab}_{68} \text{Or}_{27-28}$) y de sanidinas ($\text{An}_{2-6} \text{Ab}_{48-54} \text{Or}_{38-48}$).

Discusión

Durante la erupción de El Charco de 1712 se emitieron dos tipos petrográficos diferentes: basanitas piroxénico-olivínicas y tefritas piroxénico-anfibólicas.

En todos los afloramientos en los que se han podido observar varias unidades de

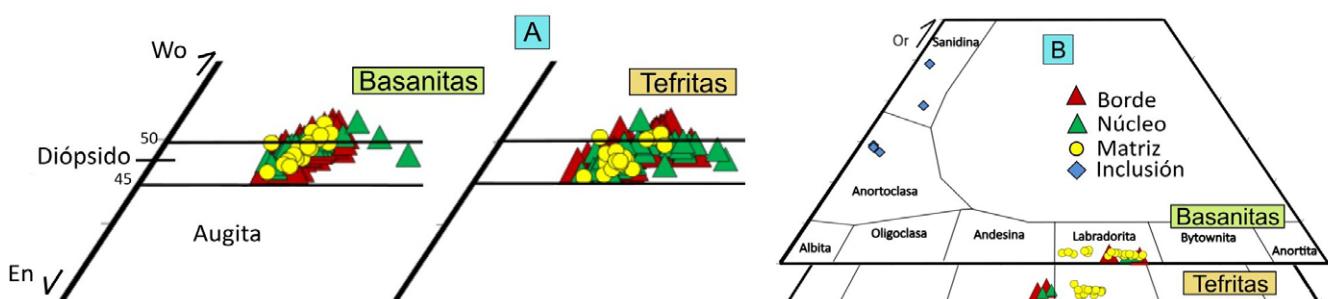


Fig. 4.- Clasificación química de los clinopiroxenos de El Charco (A). Clasificación química de los feldespatos de El Charco (B). Ver figura a color en la web.

Fig. 4.- Chemical classification of clinopyroxenes from El Charco (A). Chemical classification of feldspars from El Charco (B). See color figure in the web.

flujo, las basanitas se superponen a las tefritas. Este hecho parece sugerir que las tefritas se emitieron antes que las basanitas.

Esta sucesión composicional también ha sido observada en otras erupciones históricas de Cumbre Vieja, como en el Tajogaite (Day et al., 2022; Ubide et al., 2023) o en el Teneguía (Ibarrola, 1974).

En la erupción de El Charco hay evidencias de que la cristalización fraccionada ha debido ser el principal responsable de la formación de las tefritas. La presencia de zonados normales en clinopiroxenos y olivinos concuerda con la evolución magmática típica de los magmas de Cumbre Vieja.

El olivino es el mineral con un cambio más acusado en su abundancia entre ambos tipos petrológicos, por lo que su fraccionamiento parece ser la principal causa de evolución de los magmas basánicos a magmas tefríticos. El fraccionamiento de olivino justifica también la disminución de Mg preservada en los zonados normales de los clinopiroxenos. Este último mineral, por el contrario, se descarta del proceso de cristalización fraccionada por no haber diferencias sustanciales en su composición o abundancia entre tefritas y basanitas.

Varias evidencias prueban la existencia adicional de importantes procesos de mezclas: zonados inversos en clinopiroxenos y olivinos, desequilibrios texturales de olivinos y anfíboles, presencia de macrocristales de plagioclasa o inclusiones de feldespato alcalino en clinopiroxenos.

Estas mezclas debieron producirse al entrar el magma basánico en el reservorio en el cual la tefrita llevaba tiempo cristalizando.

Un sistema magmático similar, con la presencia de reservorios donde se desarrollan magmas tefríticos por cristalización fraccionada a partir de magmas más primitivos ha sido propuesto también en el Tajogaite (p.e.: Day et al., 2022), en el Teneguía (Barker et al., 2015) o en el Tahuya (Johansen et al., 2005).

La intrusión de magmas básicos en reservorios o cámaras con magmas más evolucionados ha sido propuesta con frecuencia como mecanismo disparador de las erupciones y así se ha sugerido tanto en otras erupciones de Cumbre Vieja (Ubide et al., 2023), como en otros volcanes como en el Stromboli (La Felice y Landi, 2011) o en el Etna (Viccaro et al., 2006).

Por este motivo, se propone que el mecanismo generador de los magmas de El Charco, y el desencadenante de la erupción funcionasen de manera similar

al de las erupciones de Tajogaite, Teneguía y posiblemente también lo fueran en las del Tahuya y del San Juan.

Es importante estudiar con más detenimiento el resto de las erupciones históricas de Cumbre Vieja y comprobar si se puede establecer un modelo común a todas ellas, utilizable en erupciones futuras.

Conclusiones

En la erupción de El Charco de 1712, al igual que en la mayoría de las erupciones históricas de Cumbre Vieja, se emitieron tefritas piroxénico-anfibólicas y basanitas piroxénico-olivínicas. El estudio en campo apunta a que, al igual que en las erupciones más recientes, las tefritas se emitieron con anterioridad a las basanitas.

Los procesos magmáticos involucrados en la génesis de estos magmas son la cristalización fraccionada, que produce la evolución del magma basánico a un magma tefrítico, y la posterior mezcla de magmas. Esta última tiene una gran importancia para los análisis de riesgo volcánico ya que puede actuar como un mecanismo disparador generalizable a las erupciones de Cumbre Vieja.

Contribución de los autores

N. Chicharro, A. Márquez y E. Ancochea estudiaron los afloramientos y recogieron más muestras. N. Chicharro y M.J. Huertas estudiaron, seleccionaron y analizaron las muestras. Todos los autores participaron activamente en la discusión e interpretación de los datos y en la preparación del manuscrito.

Agradecimientos

A Raquel Herrera y Juan Jesús Coello-Bravo por su colaboración en el estudio de campo. A Cristóbal Cantero, del Departamento de Microscopía Electrónica de la Universidad de Huelva, por su ayuda en las determinaciones de los análisis. También a los dos revisores anónimos que han ayudado a mejorar mucho el trabajo gracias a sus observaciones, y por último al editor de la revista. Este estudio ha sido financiado por el proyecto PID 2022-141259NB-100.

Referencias

Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello,

J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 635-680.

Barker, A. K., Troll, V. R., Carracedo, J. C., y Nicholls, P. A. (2015). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-21.
<https://doi.org/f3pt6b>

Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Cueto Pascual, L. A. (2004). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja 1085-III/IV (El Pueblo, Isla de La Palma)*. IGME, Madrid.

Day, J. M., Troll, V. R., Aulinás, M., Deegan, F. M., Geiger, H., Carracedo, J. C., ... y Perez Torrado, F. J. (2022). *Earth and Planetary Science Letters*, 597, 117793.
<https://doi.org/gq93c3>

Fernández, J., Escayo, J., Camacho, A. G., Palano, M., Prieto, J. F., Hu, Z., Samsonov, S.V., Tiempo, K.F., y Ancochea, E. (2022). *Scientific reports*, 12(1), 20257.
<https://doi.org/g7kdqz>

Hernández-Pacheco, A., y Valls, M. C. (1980). *Arquipélago. Série Ciências da Natureza*, 3, 83-94.

Ibarrola, E. (1974). *Estudios Geológicos*, 27, 49-58.

Johansen, T. S., Hauff, F., Hoernle, K., Klugel, A., y Kokfelt, T. F. (2005). *Geology*, 33(11), 897-900.
<https://doi.org/d85ww7>

Klügel, A., Schminke, H.-U., White, J.D.L. y Hoernle, K.A. (1999). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 267-282.
<https://doi.org/b2js2v>

La Felice, S., y Landi, P. (2011). *Bulletin of Volcanology*, 73, 1147-1154.
<https://doi.org/c2z75q>

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Romero Ruiz, C. (1990). *Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario*. Tesis doctoral, Univ. de La Laguna. 695 p.

Ubide, T., Márquez, Á., Ancochea, E., Huertas, M. J., Herrera, R., Coello-Bravo, J. J. y Galindo, I. (2023). *Science Advances*, 9(27), eadg4813.
<https://doi.org/gsfphz>

Viccaro, M., Ferlito, C., Cortesogno, L., Cristofolini, R., y Gaggero, L. (2006). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1-2), 139-159.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.004>